

Magyarország Bouguer-anomátiatérképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése

KISS J.

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI), 1143 Budapest, Stefánia út 14.
E-mail: kiss.janos@mfgi.hu

Ez a harmadik cikkünk a kétdimenziós spektrálanalízis témakörében. Most a magyarországi gravitációs Bouguer-anomátiatérképét vizsgáljuk. A *Magyar Geofizika*-ban közölt egyik előző cikkben a Kárpát-Pannon térség területét, azaz az országhatárokon átnyúló Bouguer-anomátiatérképet elemeztük, s ott figyeltünk fel azokra a Pannon-medencében jelentkező széles minimumzónákra, amelyeket mély nyírási zónákként értelmeztünk. Ezek a zónák a Pannon-medence egységesnek tűnő gravitációs (izosztikus eredetű) maximumát darabolják fel.

Az országhatáron belül jóval sűrűbb gravitációs adatrendszer áll rendelkezésünkre, így részben a korábbi feldolgozások ellenőrzéseként, részben új földtani információk szerzésének reményében spektrálanalízist végeztünk a magyarországi 385 000 mérési pontot meghaladó, sűrűbb gravitációs adatrendszeren is.

A Bouguer-anomátiatérkép vizsgálata különböző mélységekhez tartozó anomátiatérképek egyedi elemzésével szerkezet-kutatási szempontból lehet érdekes, illetve megmutathatja az eltérő mélységek sűrűségeloszlása alapján a különböző kéreg- vagy medencetípus-területeket.

Kiss, J.: Investigation of spectral domain, and interpretation of Bouguer anomaly map of Hungary

This is our third paper in the theme of spectral analysis. Our subject of investigation in this case is the Hungarian Bouguer anomaly map.

In a previous paper published in *Hungarian Geophysics*, we studied the signatures of Bouguer anomaly map of Carpathian-Pannonian Region, and we determined wide minimum zones across Pannonian Basin interpreted by us as deep shear zones. These minimum zones spaded the spacious gravity maximum of the Pannonian Basin overwriting the effect of isostasy.

The Hungarian gravity dataset including more than 385.000 stations has a better spatial resolution of gravity field than the previous dataset of Carpathian-Pannonian Region. We studied this dataset by spectral analysis, too: 1) to check the previous result, and 2) to get new geological information.

The depth slicing of Bouguer anomaly map and the interpretation of different filtered maps can be useful from point of view of structural geology. Different utility areas (crustal and basement blocks) can be interpreted using the supposed density distribution of the depth-sliced Bouguer anomaly maps.

Beérkezett: 2014. november 12.; *elfogadva:* 2015. március 10.

Bevezetés

A Kárpát-Pannon térség Bouguer-anomátiatérképe magán hordozza a térség földtani fejlődéstörténetét. Időben minél távolabbi folyamatokat akarunk követni a Bouguer-anomátiatérkép alapján, annál szűkösebbek a lehetőségeink. A fiatal földtani, geodinamikai változások (az újkori mozgások) felülírják a régmúlt események nyomait a gravitációs Bouguer-anomátiatérképen is. A régi szerkezetváltozások

nyomai idővel nagyrészt eltűnnek. Vannak azonban olyan lassú geodinamikai folyamatok is, amelyek hatása csak jelentős fáziskéséssel, „lassan” jelentkezik, és csak jóval az azokat kiváltó gyors szerkezeti változások után válnak ki-mutathatóvá. Ilyen például az izosztikus kiegyenlítődés folyamata, amelynek nyomai – ha kialakulnak – meghatározzák a Bouguer-anomátiatérkép fő jellegzetességeit, a nagy hullámhosszúságú változásokat: a regionális anomáliákat.

Feldolgozásaink során a gravitációs (nehézségi erőter-) mérési adatokból indulunk ki, figyelmen kívül hagyva a különböző földtani koncepciókat. Spektrálanalízissel elkülönítjük a különböző gravitációs hatásokat, majd megpróbáljuk értelmezni a kapott eredményeket, itt már kapcsolódva a földtani ismeretekhez.

A Kárpát-Pannon térségben korábban kimutatott mélyszerkezetek hatása nyilvánvalóan az országos gravitációs adatrendszer alapján is azonosítható, de az ország mérete miatt ezeknek az anomáliáknak a felismerése nehezebb.

A magyarországi Bouguer-anomáliatérkép spektrális vizsgálata

Az országos Bouguer-anomáliatérképen is felismerhető a tölcsészerű jellegzetesség, amelyet korábban a Kárpát-Pannon térség anomáliatérképén kimutattunk annak ellenére, hogy a spektrálanalízis alapján első közelítésben nem lehet a Moho mélységű változások jeleit azonosítani. Ennek oka az, hogy a Moho mélységbeli gravitációs hatások nagy hullámhosszúságú anomáliákat okoznak, amelyekből Magyarország mérete miatt, jelstatisztika szempontjából, csak kevés azonosítható. A Moho-felület mélységváltozásai nem jelentősek a Pannon-medencén belül (főképpen a környezetéhez viszonyítva), ami a kimutathatóság szempontjából szintén kedvezőtlen, ráadásul van egy-két (az izosztázia alapján feltételezhető) rendellenesség, amit korábbi cikkeinkben (pl. Kiss 2009, 2010, 2012) már jeleztünk.

Spektrálanalízis

A spektrálanalízis csak azokat a Bouguer-anomáliaváltozásokat érzi, amelyek különböző térfrekvenciájú anomáliák formájában megjelennek. Ha ui. nincs laterális sűrűségváltozás, vagy az adott sűrűségkontrasztal rendelkező határfelületnek függőleges irányú a helyzetváltozása, akkor az a szint bármennyire is jellemző a területre, spektrális szempontból láthatatlan (nulla jelfrekvenciájú).

A harmonikus jelanalízis során a hatók statisztikus vizsgálatához az adott mélységből származó sok jel szükséges, ezért a vizsgált terület kiterjedése a kutatóndó mélységnek legalább tízszerese kell, hogy legyen (Tanaka, Ishikawa 2005). Egyes szerzők (Maus et al. 1997) szerint még ennél is nagyobb, ötvenszeres területméret szükséges az adott mélység biztos azonosításához. Ha figyelembe vesszük ezeket a tapasztalatokat, akkor 25 km-es mélység vizsgálatához Tanaka és Ishikawa szerint egy 250×250 km-es terület elegendő, ugyanakkor Maus és társai szerint legalább 1250×1250 km-re van szükség. Az egyik méret alapján lehetséges a Moho mélységű hatások tanulmányozása, a másik szerint azonban az ország területe nem elég nagy az ilyen mélységű hatások megbízható kimutatására.

Van tehát egy a kutatási terület méretéből származó korlát és a mélység kismértékű változásából fakadó bizonytalanság.

A magyarországi 385 000-et meghaladó mérési adatrendszer olyan fedettséget biztosít, amely az adatok 500–1000 m-es szabályos rácsba történő interpolálását teszi lehetővé. A vizsgálatok során az így kapott 500 m rácsávolságú adatrendszert használtuk. Ebben az esetben a Nyquist-frekvencia értéke $f_N = 1 \text{ km}^{-1}$, a Nyquist-hullámszám pedig ebből adódóan a 2π értékének felel meg ($k_N = 6,28$). Az ezen túl jelentkező spektrum már a zajt mutatja. Az országos adatrendszerből kapott spektrum a mintavételi törvény alapján tehát a $k_N = 6,28$ értékig használható mélységmeghatározásra.

Fourier-transzformált

A mágneses anomália-tér Fourier-transzformáltja egy végtelen kiterjedésű egyszerű prizma esetén (Bhattacharyya 1966a, 1966b, Kivior 1996 munkái alapján) a következő:

$$\bar{F}(u, v) = 2\pi I_p D(u, v) B(u, v) H(u, v), \quad (1)$$

ahol

I_p a mágnesezettségi vektor nagysága,
 $D(u, v)$ mágnesezettségi irányfaktor,
 $B(u, v)$ geometriai faktor,
 $H(u, v)$ mélységfaktor:

$$H(u, v) = K_m e^{-ts} (1 - e^{-s(b-t)}), \quad (2)$$

$s = \sqrt{u^2 + v^2}$ kétdimenziós térfrekvencia,
 t a ható felső peremének mélysége,
 b a ható alsó peremének mélysége,
 K_m modellkoefficiens (konstans?).

A gravitációs anomália-tér Fourier-transzformáltja egy végtelen kiterjedésű egyszerű prizma esetén (Eby 1972, Tadjou et al. 2009 alapján) a következő formában adható meg:

$$\bar{F}(u, v) = 2\pi\sigma\gamma D(u, v) B(u, v) H(u, v), \quad (3)$$

ahol

σ a sűrűségkontraszt,
 γ a gravitációs állandó,
 $D(u, v)$ irányfaktor,
 $B(u, v)$ geometriafaktor,
 $H(u, v)$ mélységfaktor (ld. a (2) képletet).

Felhasználva a (2) és (3) képletet, valamint Blakely (1996) és Phillips (2001) tanulmányait, a potenciáltrekek Fourier-transzformáltja általános alakban a következőképpen adható meg:

$$\bar{F}(u, v) = K_{fp} D(u, v) B(u, v) H(u, v), \quad (4)$$

ahol

K_{fp} a ható fizikai tulajdonságának faktora (mágnesezettség mértéke: $2\pi I_p$, sűrűségkontraszt: $2\pi\sigma\gamma$),
 $D(u, v)$ az erőter-irányfaktor (mágnesezettség iránya, tömegvonzás iránya),
 $B(u, v)$ a ható geometriafaktora (a test geometria mértékének hatása),

$H(u, v)$ a ható mélységfaktora (a test mélységi helyzetének hatása).

Energiaspektrum

Az energiaspektrum értéke (Meskó 1993, Blakely 1996) a mágneses tér esetében következőképpen írható le:

$$E(u, v) = \left| \overline{F}(u, v) \right|^2. \quad (5)$$

A (4) képletet polárkoordináta-rendszerben kifejezve és behelyettesítve az (5) képletbe, az energiaspektrumra a következő kifejezéshez jutunk:

$$E(s, \theta) = e^{-2ts} (1 - e^{-s(b-t)})^2 K_{fp}^2 B(r, \theta)^2 D(\theta)^2, \quad (6)$$

ahol

$\theta = \arctan(u/v)$,

e^{-2ts} a mélységi függés,

$1 - e^{-s(b-t)}$ vastagsági függés,

K_{fp} fizikai tulajdonságfaktor,

$B(r, \theta)$ horizontális méretfaktor,

$D(\theta)$ irányfaktor.

Eddig a lépésig a potenciáalterek energiaspektrumának meghatározása identikusnak tűnik a gravitáció és a mágnesesség esetén. Itt azonban meg kell állnunk, mert felmerül egy olyan kérdés, amelyet el szoktak hanyagolni, illetve amellyel nem szoktak foglalkozni a publikációkban.

Modellkoefficiens problémája

Az Eötvös–Poisson-összefüggés (Langel, Hinze 1998) leírja a gravitációs (Φ_G), és mágneses potenciálok (Φ_M) közötti összefüggést, ld. (7) és (8), amiből világosan látszik, hogy a két potenciál között deriváltnyi különbség van. Ugyanez az eltérés az erőterek esetében is fennáll, ld. (9) és (10), ebből adódóan csak a mágneses potenciál (Φ_M) és a nehézségi térerő (Δg) között van lineáris kapcsolat, ld. a (11) összefüggést, amelyet a mágneszettségi és sűrűségkontrasztok határoznak meg.

$$\Phi_M = \frac{M}{\gamma\sigma} \frac{\partial \Phi_G}{\partial z_m}, \quad (7)$$

$$\Phi_G = \int \frac{\gamma\sigma}{M} \Phi_M dz, \quad (8)$$

$$\Delta T = \frac{M}{\gamma\sigma} \frac{\partial \Delta g}{\partial z_m}, \quad (9)$$

$$\Delta g = \int \frac{\gamma\sigma}{M} \Delta T dz, \quad (10)$$

$$\Phi_M = \frac{M}{\gamma\sigma} \Delta g, \quad (11)$$

ahol

Φ_M mágneses potenciál,

Φ_G gravitációs potenciál,

M mágneszettségi kontraszt,

γ gravitációs állandó,

σ sűrűségkontraszt,

z_m mágneszettségi irány (pólusra redukálás miatt $z_m = z$),

Δg gravitációs tér.

A gyakorlatban ez azt jelenti, hogy egy azonos geometriájú és mélységű gravitációs, illetve mágneses ható felett az anomáliatér eltérő (tér)frekvenciával fog megjelenni.

Egy ható mágneses anomália-tere és a fenti összefüggésekkel kiszámolt gravitációs tere között egy deriváltnyi eltérés lesz – ha úgy tetszik – a mágneses tér a gravitációs tér első vertikális deriváltjának felel meg, a gravitációs teret pedig a mágneses tér vertikális integrálásával kaphatjuk meg a fizikai paraméterkontrasztok figyelembevételével. (Egy másik oldalról közelítve meg a dolgot: tudjuk, hogy a gravitációs és a mágneses térerő nagysága a távolsággal fordított arányos, a gravitációs térerő esetében négyzetesen, míg a mágneses térerő esetében köbösen, ami szintén jelzi a deriváltnyi különbséget a két erőter között.)

Ha a spektrálanalízist csak szűrésre (regionális és lokális hatók elkülönítése) használjuk, akkor ez a probléma nem jön elő, viszont ha a mélységmeghatározás során indokolatlanul ugyanazt az eljárást használjuk, az hibás eredményhez vezet.

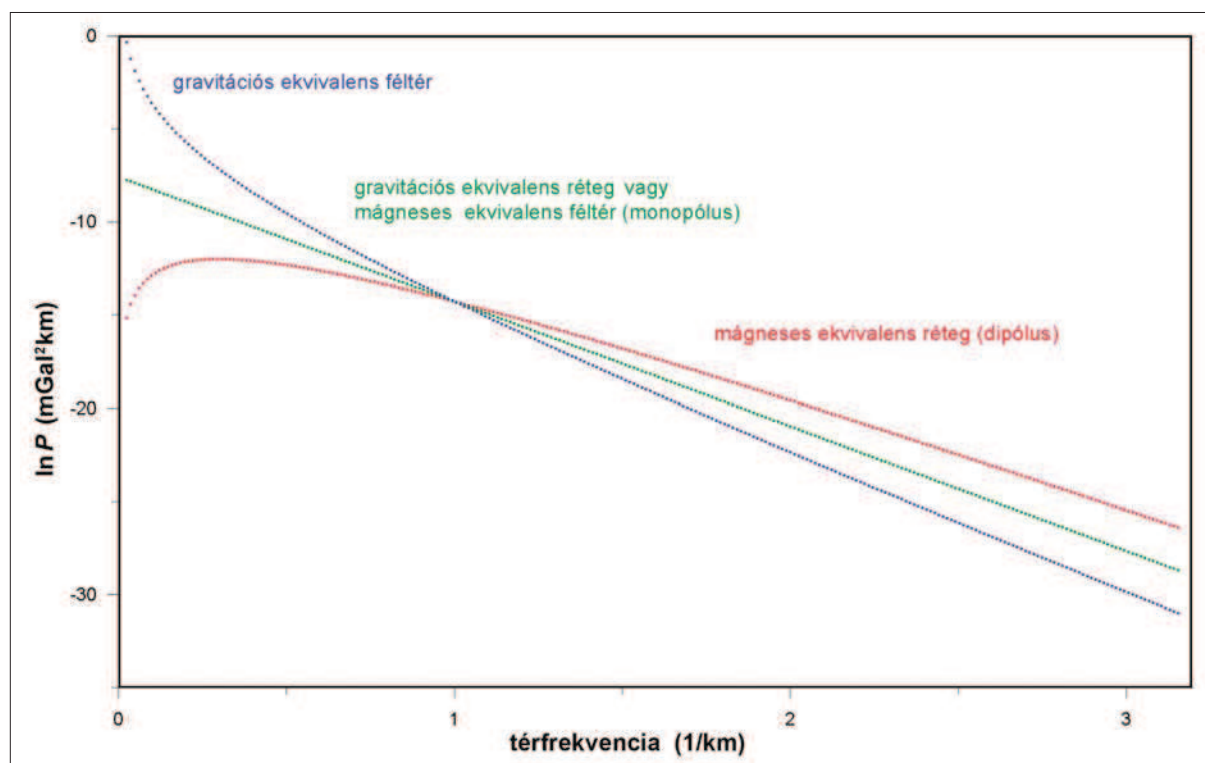
A spektrum (2) képlet szerinti mélységfaktorában van egy modellkoefficiens tag (K_m), amelyről eddig nem beszélünk, pedig fontos paraméter a mélységmeghatározások során. Korábban ezt az értéket állandónak vették, s ezért egyszerűsítésre került. A koefficiens értéke azonban a ható és a modell típusától függően eltérő lehet: mágneses vagy gravitációs ható, illetve réteg- vagy féltérmodell esetén. Az ekvivalens hatók mélységének meghatározásakor a modellkoefficiens értéke a térfrekvenciával (s) van kapcsolatban a következőképpen:

- mágneses réteg (dipólus) esetén ($K_m = s$),
- mágneses féltér (monopólus) esetén ($K_m = 1$);
- gravitációs réteg esetén ($K_m = 1$);
- gravitációs féltér esetén ($K_m = 1/s$).

Ezeket a koefficienseket kell behelyettesíteni a modellnek megfelelően a (2) képletbe a pontos mélységmeghatározás érdekében. Így megjelenik a mágneses és gravitációs térerő között meglévő deriváltnyi különbség, amely a spektrum térfrekvencia-tengelye mentén a görbemenetet is meghatározza.

Korábban ezt nem vették figyelembe, azaz feltételezték a $K_m = 1$ esetet (azaz a modell egy mágneses féltér- vagy egy gravitációs réteg volt), és minden más geometria esetén pontatlan mélységmeghatározás lett az eredmény.

Spector és Grant (1970) modellje szerint az anomáliatér nagyszámú oszlopos hasáb (függőleges, egymás mellett elhelyezkedő, a mélység felé végtelen kiterjedésű prizma) összegzéseként (szuperpozíciójaként) fogható fel, egyfajta féltérként, amelynek függőlegesen, a hasábok mentén változik a szuszceptibilitása vagy a sűrűsége. Az anomáliák tel-



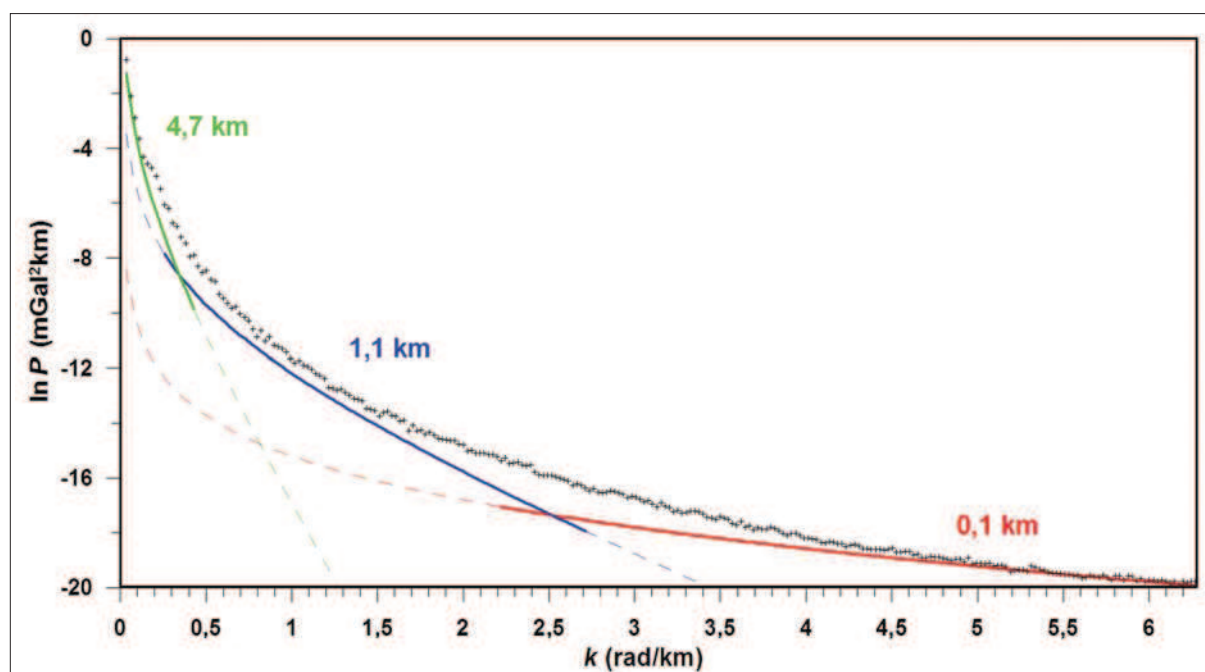
1. ábra | Egyedi ekvivalens modellek típusfüggése a spektrumok alapján
Figure 1 | Spectrum curves of different type equivalent models

jesítményspektrumán^{a)} megjelenő, egyenessel közelíthető szegmensek, az adott mélységtartományban jelentkező hatók domináns mélységét jellemzik.

A spektrumgörbén a hatók geometriájától (ekvivalens réteg vagy ekvivalens féltér) és az adat típusától (gravitációs vagy mágneses) függően Cordell (1985) és Phillips (2001)

szerint nem feltétlenül csak az egyenes szakaszok jöhetnek szóba (1. ábra).

A spektrumok alapján a görbe menetét vizsgálva elvileg (egyszerű modellt feltételezve) megállapítható a modell típusa. Nagy térfrekvencia értékek esetén mindhárom spektrum lineáris képet mutat (1. ábra), ezt ismerte fel és alkal-



2. ábra | Magyarország Bouguer-anomáliatérképének teljesítménysűrűség-spektruma (pontok) és a három különböző mélységű féltérnek a válaszspektruma
Figure 2 | Spectra of three different half-spaces and power density spectrum (dots) of the Hungarian Bouguer anomaly map

mazta a kezdet kezdetén Spector és Grant (1970). A spektrum kis térfrekvenciás részénél (nagy mélységeknél) a spektrumok azonban eltérően viselkednek.

A spektrum általában monotonon változó görbe, amelyen sokféleképpen ki lehet jelölni kisebb-nagyobb egyenes szakaszokat, így célszerű volt más megközelítést alkalmazni. Ebben az esetben a hatókat fiktív helyettesítő modellekkel, ekvivalens rétegekkel vagy féltérrel közelítették (Dampney 1969, Cordell 1985, Phillips 2001). A további feldolgozásainkban mi is az ekvivalens réteg és az ekvivalens féltér közelítést fogjuk megvizsgálni és alkalmazni.

Ebben az esetben az első lépés a kezdőmodell paramétereinek a kiválasztása, ami a spektrum direkt modellezésével, interaktívan történik, s csak ezután, a durva közelítés után alkalmazzuk az inverziót a válaszspektrum pontosítására. A kezdőparaméterek meghatározása természetesen hatással van az inverzió eredményére is. Először az ekvivalens féltér modell alkalmazásával számítottuk ki a válaszspektrumokat (2. ábra).

A 2. ábra alapján látszik, hogy egyetlen féltér hatásával a spektrum nem írható le, mert az illeszkedés csak szakaszosan valósul meg. A 0,1 km-es mélység válaszspektruma a nagy hullámszámok $k > 5$ esetében ad csak illeszkedést, az 1,1 km-es mélység válaszspektruma valahol a 0,5 és 2,0 hullámszámtartományban ad a spektrumhoz hasonló menetet, tehát a spektrum közepén, és nem túl pontosan. A 4,7 km-es mélység válaszspektruma a 0,0–0,2 hullámszámtartományban ad tökéletes illeszkedést. A féltérek válaszspektrumai vagy túl laposak, vagy túl meredek, vagy csak a spektrumnak egy szűk szakaszára adnak jó megoldást.

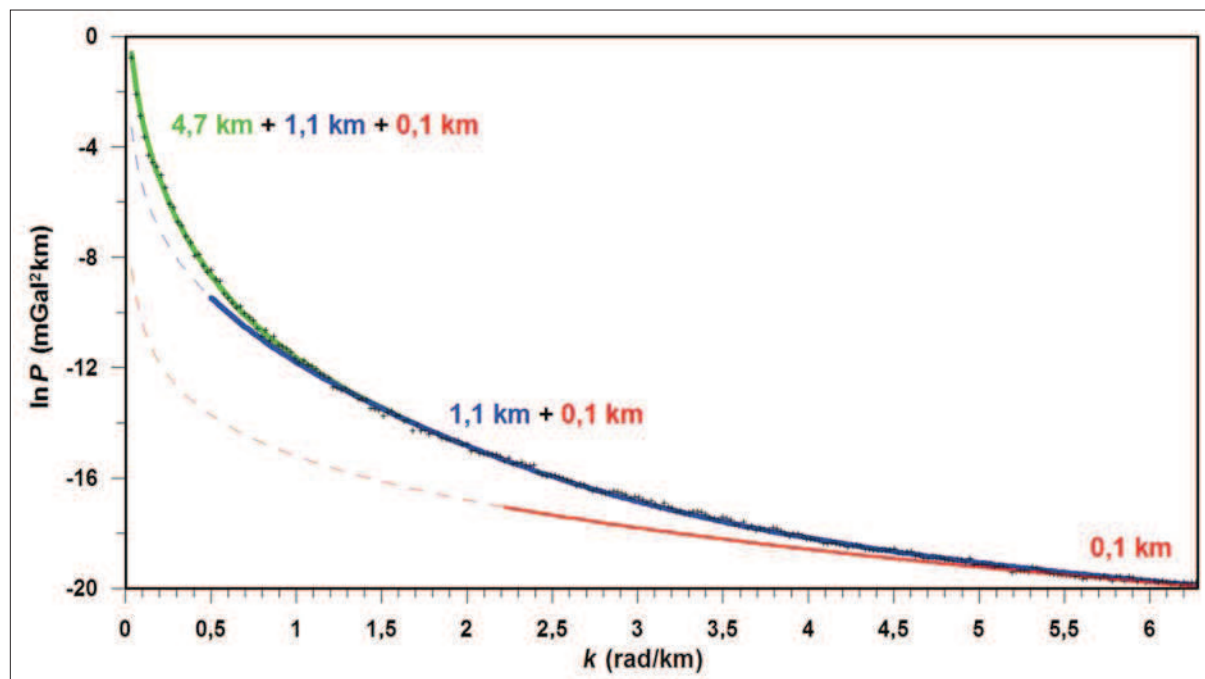
Amennyiben több féltérrel akarunk felhasználni az illesztéshez, az megkérdőjelezi az ekvivalens féltér modell létjogosultságát, mivel ebben az esetben már sokkal inkább rétegekről van szó, mint féltérekéről.

A 3. ábra azt mutatja, hogy két vagy három féltér összegzett hatásával le lehet írni a teljes spektrumot. Ha ezt elfogadjuk, akkor a féltér modell alapján, a spektrum lefutását döntően az üledékes medence mélysége határozza meg, mivel a féltér modell esetében meghatározható három spektrális mélység a magyarországi medencék mélységtartományában van (feltételezve, hogy a medencealjzat a legkontrasztosabb határfelület ebben a mélységtartományban).

Az ekvivalens féltér modell azt jelenti, hogy az anomális hatást ekvivalens féltérrel közelítjük, amelyet függőlegesen különböző sűrűségű cellákra osztottunk fel (ez a klasszikus „oszlopos hasáb” modellnek felel meg), és a féltér hullámszó felszínének domináns mélységét határozzuk meg. Szigorúan véve ez a megközelítés geometriailag csak az utolsó, legnagyobb mélységű ható esetén tűnik elfogadhatónak, a többi esetben nem egy féltér, hanem sokkal inkább rétegszerű modellel van dolgunk.

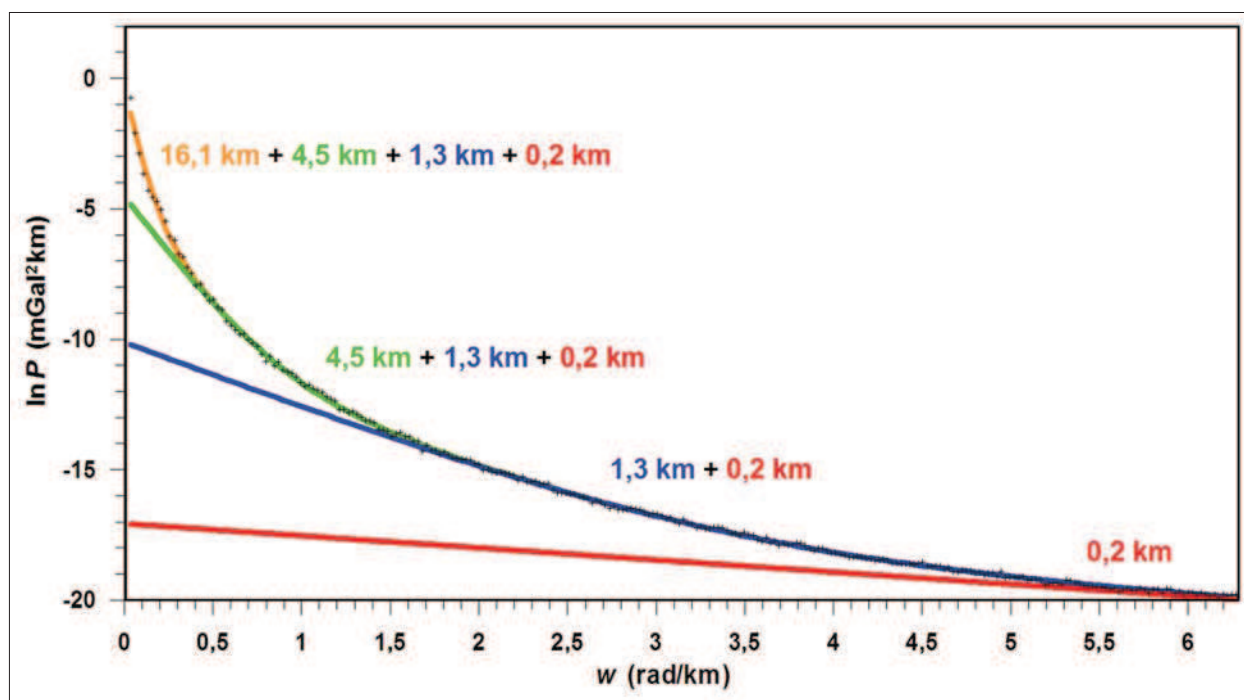
A többszörös féltér modell azért problémás, mert az illesztés után visszamaradó hibát a következő féltér modell segítségével írjuk le, tehát átfedő modelleket alkalmazunk, ami az illeszkedést ugyan megoldotta, de az eljárás fizikai–geometria szempontból nem korrekt.

A gravitációs féltér modell spektrumgörbéje nem lineáris a teljes tartományban, hanem erős növekedést mutat a kis hullámszámok irányában, ami a több modell alkalmazása esetén hatványozódik (1. ábra). Ez hibás mélységmeghatározást eredményezhet: a valósnál sokkal kisebb mélysége-



3. ábra Magyarország Bouguer-anomáliatérképének teljesítménysűrűség-spektruma (pontok) és spektrális mélységei, több ekvivalens féltér alkalmazásával

Figure 3 Power density spectrum of the Hungarian Bouguer anomaly map and estimation of spectral depths (using equivalent half space models)



4. ábra Magyarország Bouguer-anomáliatérképének teljesítménysűrűség-spektruma (pontok) és spektrális mélységei ekvivalens réteg-modellek alkalmazásával

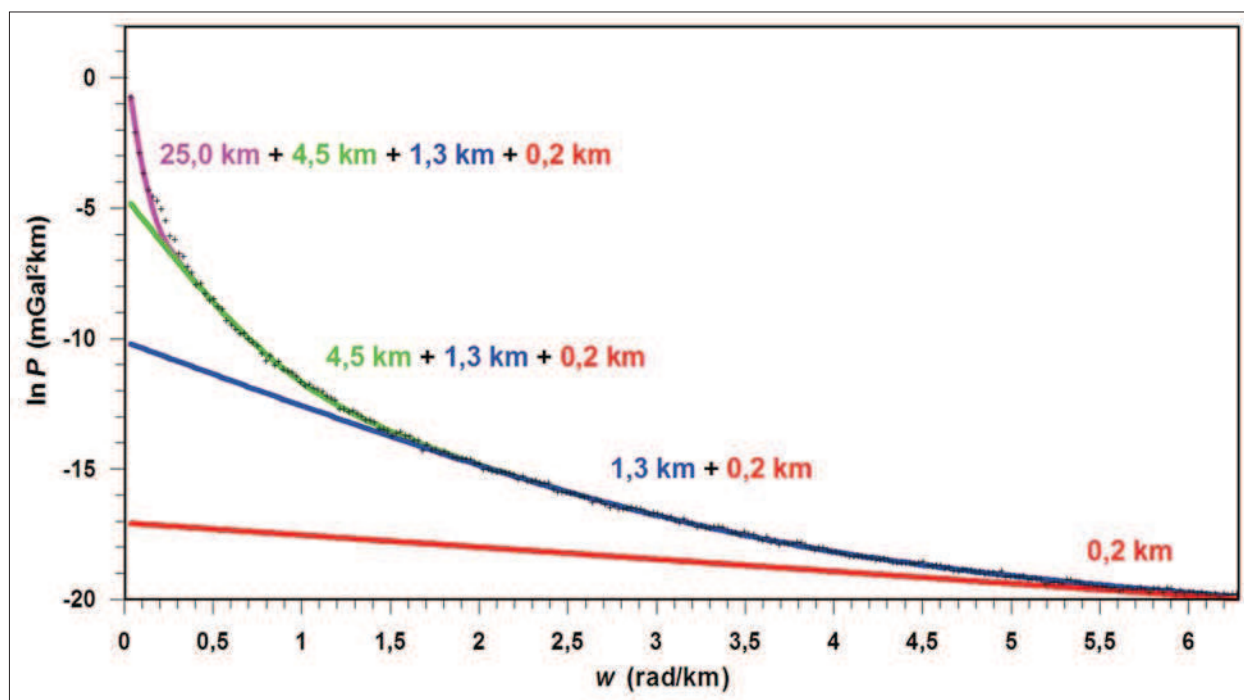
Figure 4 Power density spectrum of the Hungarian Bouguer anomaly map and estimation of spectral depths (using equivalent layer models)

ket állapítunk meg a kis hullámszámok tartományában a második, illetve harmadik féltér esetében.

Ha egyetlen féltér modellel akarunk közelíteni, akkor vagy a görbe elejét, vagy a végét kell figyelmen kívül hagyni, másképpen nem tudunk illeszteni. A spektrum teljes il-

lesztése csak a három féltér együttes hatásaként volt elérhető (3. ábra), de ez nem elfogadható, hiszen a felszíntől lefelé féltérből csak egy lehet.

A felvetődő geometriai probléma (féltér a féltérben) és a lehetséges ekvivalens megoldások miatt tovább vizsgáltuk a



5. ábra Magyarország Bouguer-anomáliatérképének teljesítménysűrűség-spektruma (pontok) és spektrális mélységei rétegmodellek interaktív módosítással

Figure 5 Power density spectrum of the Hungarian Bouguer anomaly map and estimation of spectral depths (using equivalent layer models modified interactively)

spektrumot. Módosítva a kezdőmodell, ekvivalens rétegeket alkalmazva féltér helyett, egy másik megoldáshoz juthatunk (4. ábra).

Ez a megoldás az egész spektrum mentén jó illeszkedést ad, és geometriailag korrekt. A kis hullámszámok tartományában azonban a mélység meghatározása nagyon érzékeny az illesztés pontosságára. Ennél a megoldásnál a spektrum elejét (a legutolsó rétegnek megfelelő néhány pontot) nem sikerült – tendenciájában – jól illeszteni, azaz ennek a rétegnek a mélysége valószínűleg nagyobb, mivel az első 5 ponton (kis hullámszámoknál) nem tökéletes az illesztés. Itt az illesztett görbe meredeksége kisebb, mint a pontokból kapott meredekség. Ez abból adódik, hogy a 0,2–0,3 hullámszám-értéknél jelentkező kisebb „hullámszám” az automatikus illesztés átlagolva küzdi le. Amennyiben az első 5 pontot pontosabban akarjuk illeszteni, akkor azt interaktívan tudjuk csak elérni, felvállalva, hogy a torzulásszerű „hullámszám” ezeknél a hullámszámtértnél figyelmen kívül hagyjuk. Ebben az esetben a 25 km-es mélység beépítése a modellbe nem okoz különösebb gondot (5. ábra), és az illesztés a kis hullámszámoknál (néhány közbülső pont kivételével) javul.

Nyilvánvaló, hogy a spektrum a kis hullámszám-tartományban (nagy mélységeknél) lesz a legérzékenyebb a mélységmeghatározásra: rossz illesztés esetén itt jelentkezik a legnagyobb hiba.

Az ekvivalens réteg modell esetén adott hullámhossz-tartományban jelentkező változásokat közelítjük egy olyan „vékony” réteg hatásával, amely ennek a mélységtartománynak a szintjén helyezkedik el, a sűrűsége változó, és hatása leírja az anomáliatér változását. Ennél a modellnél a réteg mélységét kapjuk megoldásként. A rétegmodellek

spektruma lineáris, így több réteg alkalmazása nem jelent extrém görbeérték növekedést, azaz mélységhibát.

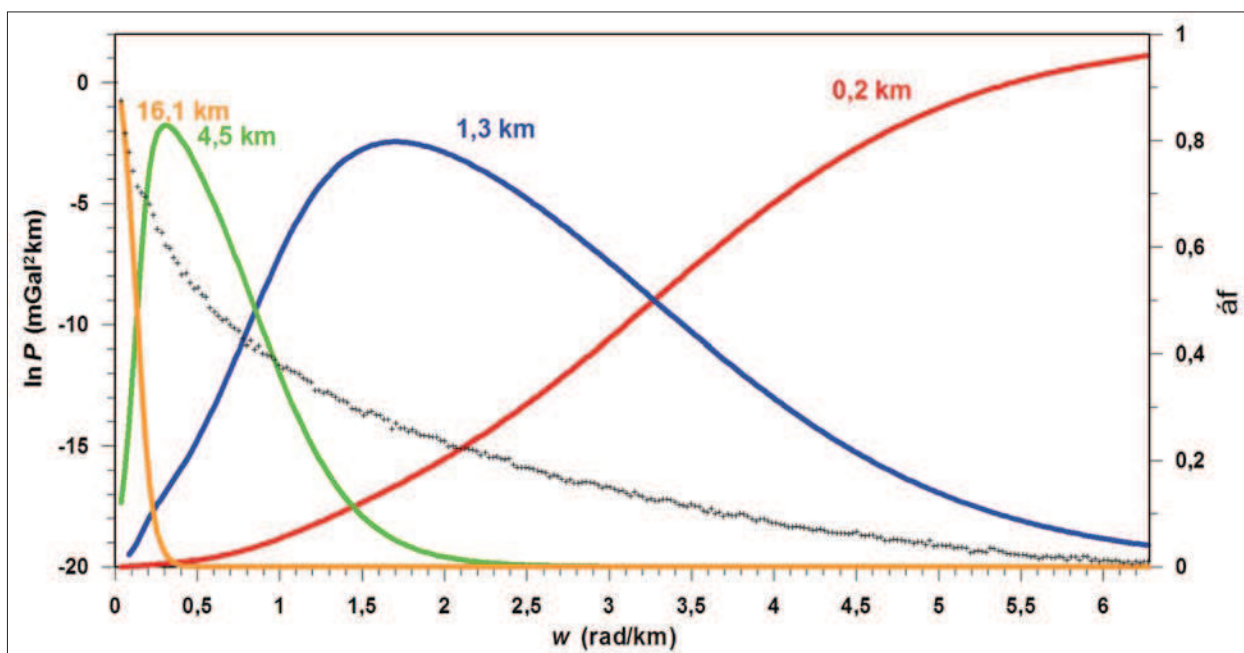
Megítélésünk szerint ez a megközelítés jobb, bár ez sem tökéletes, itt geometriailag a legutolsó réteg esetében tűnik helytelennek a rétegmodell alkalmazása. A legutolsó réteg esetében a féltér modellt kellene használni felette pedig, a rétegmodelleket. Bár ez összességében csak kisebb hibát eredményezhet.

Az átviteli függvény (ld. 6. ábra) alapján az is látszik, hogy a sávszűrők maximumai 0,75 feletti értéket mutatnak minden réteg esetében (ez 75%-os részarány), ami jelzi, hogy az adott rétegek megbízhatóan jelen vannak a spektrum egyes tartományaiban.

Az átviteli függvények (ld. 6. ábra) alapján lehetőség van arra is, hogy a mélységtartományok minimális és maximális értékét megbecsüljük: a „spektrummaximum” mélységmeghatározási eljárás alapján (Spector, Grant 1970, Kiss 2013), felhasználva az átviteli görbék metszéspontjait. Ennek alapján a legnagyobb mélységű átviteli függvény a maximális behatolási mélységtől 6,7 km-ig van dominánsan jelen (narancssárga vonalnak a 0 tengelytől a zöld vonallal való metszéspontjáig). Ebben a tartományban a 16,1 km-es (vagy 25 km-es) mélység az ekvivalens réteg mélysége, azaz annak a modellnek a mélysége, amellyel a hatás legjobban leírható (elvileg a narancssárga vonal legmagasabb értéke).

A spektrum alapján kijelölhető következő mélységtartomány 6,7 km-től (a narancssárga és zöld vonal metszéspontjától) körülbelül 1,7 km-ig (a zöld és kék vonal metszéspontjáig) tart. Ebben a tartományban az ekvivalens réteg mélysége 4,5 km (a zöld vonal maximuma).

A következő átviteli függvény 1,7 km-től (a zöld és kék vonal metszéspontjától) 0,4 km-ig (kék és piros vonal met-



6. ábra Átviteli függvények a spektrumillesztésnél

Figure 6 The bandpass filter characteristics with the spectrum

széspontjáig) van jelen uralkodóan, és 1,3 km-re tehető az ekvivalens réteg mélysége. A 0,2 km-es ekvivalens réteg mélysége a 0,4 km-től kezdődik, és a végét a nagy hullámszámok irányából a Nyquist-frekvencia (-hullámszám) határozza meg.

Az átviteli függvényeken keresztül talán érthetővé válik, hogy a Bouguer-anomália alapján a felszíntől számított teljes, 25 km-es mélységtartományban történnek változások a közhéteg tekintetében, de vannak kiemelt szintek ezek között, amelyeket a spektrális mélységmeghatározás segítségével azonosíthatunk.

Földtani-geofizikai ismereteink alapján a Moho mélysége Magyarországon 20–35 km között van. Az interaktívan javított illesztésből kapott 25 km-es mélység a Moho mélységnek felel meg!

Tisztán az inverzióból kapott legnagyobb mélység, a 16,1 km a feltételezett Conrad-szintnek felelhetne meg, vagy annak a középső kéreg szintnek, amely plasztikusan viselkedik, s ezért a horizontális kéregmozgások egyik lehetséges csúszófelülete lehet (Kiss, Madarasi 2012, Kiss 2013). A magyarországi földrengések döntő többségének hipocentrum-mélysége is ehhez a 15 km körüli mélységhez kapcsolódik (Tóth, Zsíros 2000). Az inverzió bizonytalanságát a

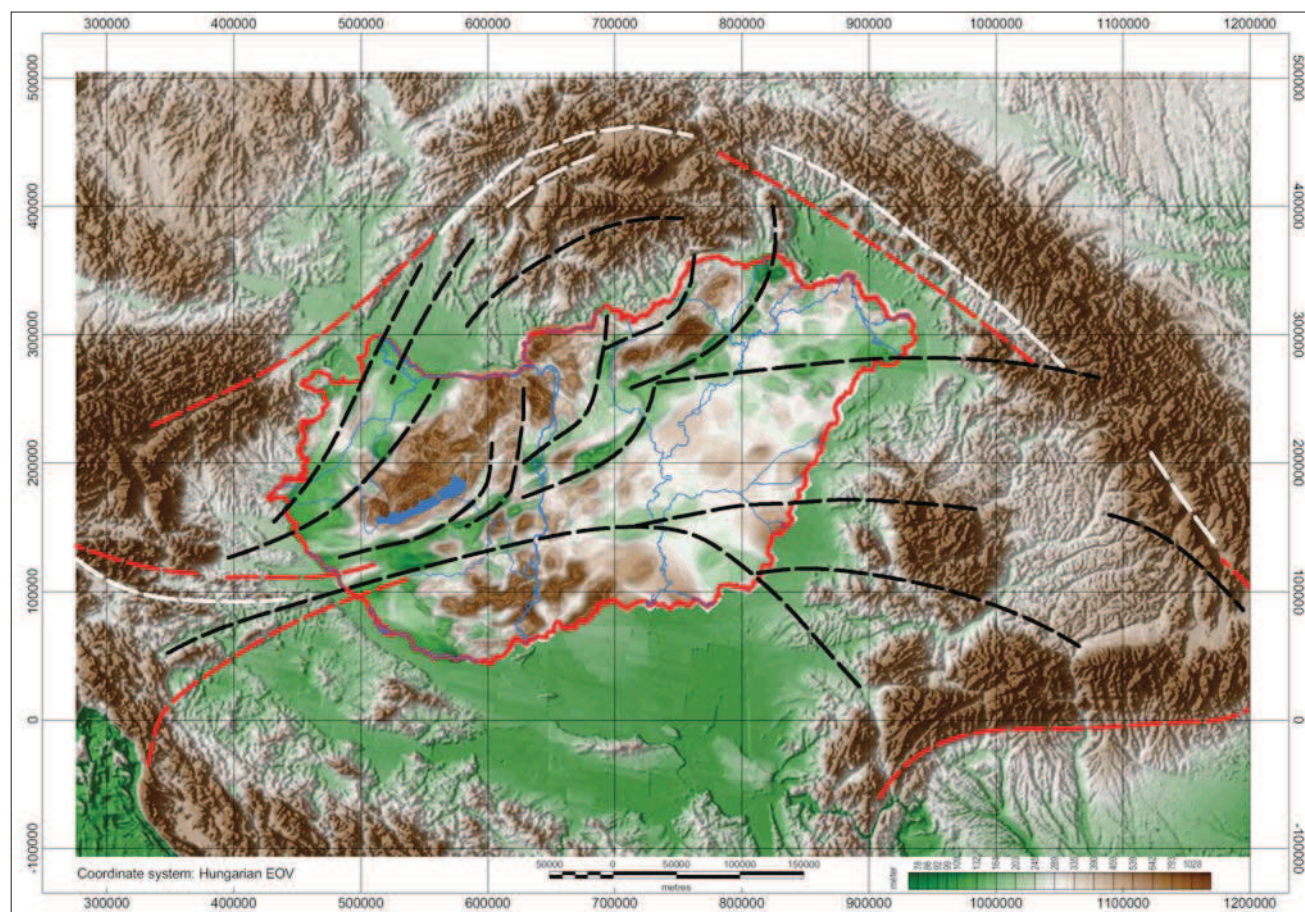
legmélyebb szint esetében nem tudjuk feloldani (talán az ilyen bizonytalanságok miatt hívják spektrális mélységbecslésnek ezt az eljárást).

Az országos adatrendszeren a Moho mélységéből származó hatásokat – annak ellenére, hogy jelen vannak a Pannon-medence gravitációs Bouguer-anomáliatérképén – még spektrálisan is csak bizonytalanul lehet kimutatni (a viszonylag kismértékű mélységváltozások miatt).

A spektrumot vizsgálva felmerülhet a kérdés, hogy a kéreg vagy litoszféra mélységű szerkezetek hatása mennyire üt át a medencealjzat-képződményeken, illetve a vastag üledékes összleten. Megtaláljuk-e a kéregszerkezeti nyomokat a medencealjzat domborzati hatása, illetve a mélyedéseket kitöltő üledékes formációk hatása mellett?

Persze a válasz nagyon egyszerű, hiszen mind a nyírásos (NyDNY–KÉK), mind a szakításos (NyÉNY–KDK) deformációk nyomai jelen vannak a magyarországi Bouguer-anomáliatérképén (7. ábra). Ha nem így lenne, akkor a közép-európai térképkivágoton sem tudtuk volna kimutatni. De a dolog mégsem ennyire triviális.

Mivel a magyarországi Bouguer-anomália spektrális vizsgálata alapján nem egyértelmű a Moho szintjéről származó közvetlen gravitációs hatás, ezért fel kell tételeznünk, hogy a



7. ábra Magyarország Bouguer-anomáliatérképe (500 × 500 m-es rács) az árnyékolt közép-európai domborzaton. (Jelkulcs: fekete vonal – gravitációs minimumtengely, feltételezhető mélybeli nyírási zóna, piros vonal – földrengések határ- vagy tengelyvonala, fehér vonal – domborzat alapján követhető lineaments)

Figure 7 Bouguer anomaly map of Hungary (500 × 500 m grid) on the Central-European shaded relief map (Key: black line – gravity lineaments, supposed shear zones, red line – axis or boundary line of earthquakes, white line – lineaments based on the topography)

Moho feletti közettömegek szerkezetileg átörökölték a K-i irányú kilökődéssel kapcsolatos mozgásirányokat (haladó mozgás és rotáció), és azok megjelennek az országos Bouguer-anomátiatérképen is. Ezzel a feltételezéssel megmagyarázhatóvá válik, hogy a látszólag eltérő korú és esetleg eltérő típusú szerkezeti vonalak miért jelennek meg együtt, ugyanazon a hosszan nyomon követhető, regionális gravitációs lineamens mentén. Valójában az adott feszültségterének megfelelő mozgások és deformációk nyomait látjuk.

Mélységi szeletelés a gravitáció alapján

A különböző mélységek gravitációs hatásának vizsgálata segít minket annak megértésében, hogy az adott térfrekvenciával jellemezhető anomália milyen mélységű földtani hatásokat tükröz.

A különböző spektrális tartományok térképei eltérő mélységek hatását írják le. A térképek statisztikai vizsgálata (1. táblázat) megmutatja, hogy a gravitációs anomália-tér szempontjából mely mélységtartománybeli hatás domináns, illetve kevésbé domináns.

A gravitációs mérések során a graviméterek mérési pontossága eltérő volt, így első közelítésben a gravitációs mérések pontosságát kell megvizsgálni, azért hogy a szűrési eredményeket értelmezni lehessen. A méréseink nagy része az 50-es években, az országos alaphálózati méréseknek köszönhetően áll rendelkezésre.

Az Askania típusú graviméter (a 40-es évektől alkalmazták őket Magyarországon is) pontossága $\pm 0,1$ mGal volt. A modernebb Heiland, Worden, Sharp és GAG-2 graviméterek (mérési adataik már az MGH-50 adatbázisban is jelen vannak) pontossága már $\pm 0,02$ mGal körüli volt (Facsinay 1952, Csapó 2008). A modernebb graviméterek ennél minimum egy nagyságrenddel jobbak. A graviméterek pontossága a legrosszabb graviméter alapján tehát 0,1 mGal körülinek vehető. Az adatbázis adatai alapján az ismert zárási hibák is 0,1 mGal pontosságot valószínűsítenek (terepei mérések során előírás volt a 0,1 mGal-os zárási hiba az ELGI-ben). Mindent összevetve a gravitációs mérések pontossága nem lehet rosszabb, mint 0,1–0,2 mGal. Az előfeldolgozásból (rossz magassági adat, elütés az adatbázisban), származó hiba egyedi pontként jelenik meg, így a környezetének sűrű adatrendszerre és az interpolálás kiejti az

ilyen jellegű hibákat. Ez összességében azt jelenti, hogy még a legkisebb értéktartományú szűrt térkép amplitúdói is (1. táblázat) jóval a hibahatár felett vannak, tehát földtani hatásokat tükröznek.

Az 1. táblázat statisztikai paramétereinek vizsgálata alapján megállapítható, hogy a 25,0 km-es mélységhez tartozó gravitációs anomáliák mutatják a legnagyobb változást a szélsőértékek és a szórás alapján. A közép- és a mediánérték alapján szintén a 25,0 km-es mélység hatása határozza meg a Bouguer-anomátiatérkép alapszintjét, mert ennek a középértéke és/vagy a mediánja tér el leginkább a nullától. Ez azt jelenti, hogy a nemcsak a kéreg inhomogenitásai, hanem a Moho (esetleg Conrad szint) hullámzása is jelentős mértékben jelen van a Bouguer-anomália értékekben.

Az 1,3 km-es mélység térképén a középérték és a medián jelentős eltérése (két nagyságrendi) szintén az adott mélység jelentős földtani hatásaira hívja fel a figyelmet (laza üledék–medencealjzat, laza üledék–vulkanit).

A frekvenciaszűrt (mélységszeletelt) gravitációs térképek (8–12. ábra) az adott mélységtartománynak megfelelő blokkosítást, illetve lineamens kijelölést tesznek lehetővé a földtani képződmények sűrűsége alapján, tehát a térképeket érdemes külön-külön is tanulmányozni.

A felső 0,2 km pozitív és negatív jelentősebb amplitúdójú anomáliái főképp a harmadidőszaki medencealjzat-kibúvásokhoz és környezetükhöz kötődnek. Az anomáliák okozója nemcsak a medencealjzat mélységváltozásaihoz, hanem sokszor az azonos szinten jelentkező különböző korú közetek sűrűségkülönbségeihez kötődnek.

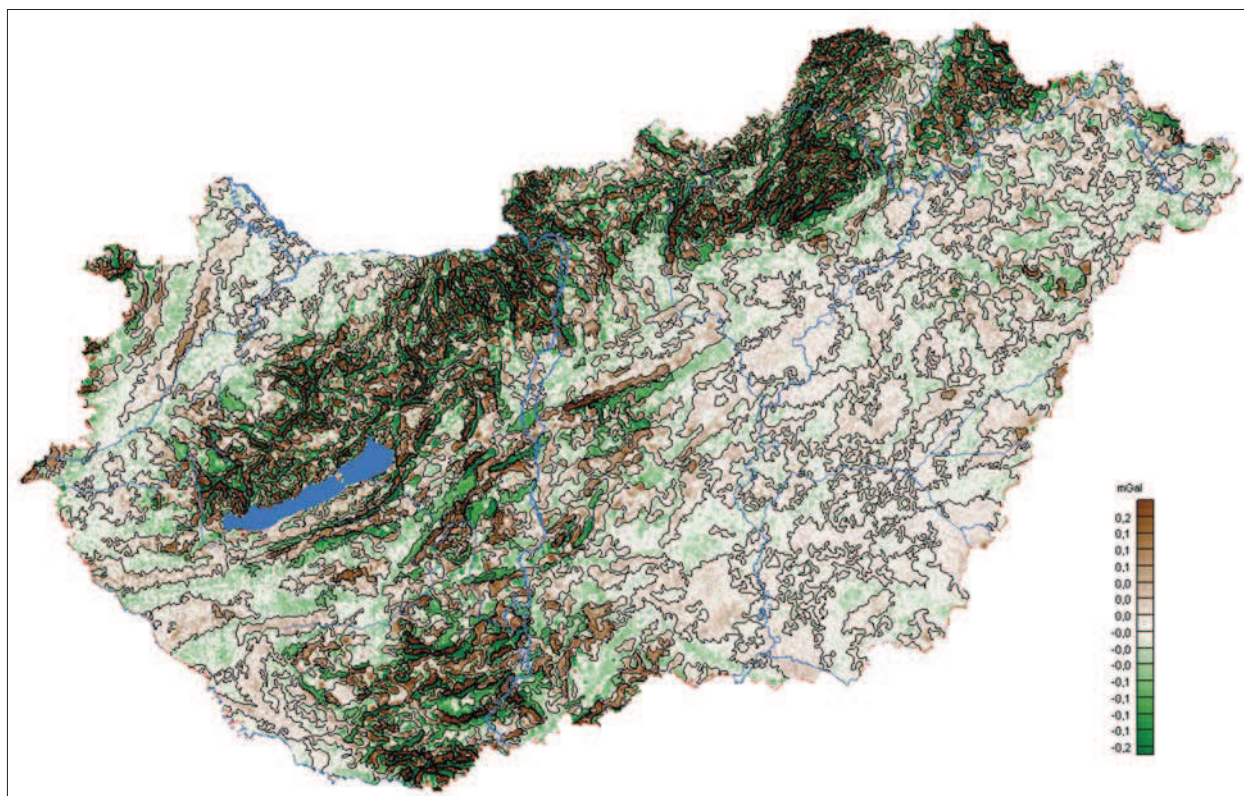
Ezek a ~ 6 mGal-os (viszonylag kis) tartományban jelentkező változások tehát a felszínközeli relatív sűrűséginhomogenitásokat jelzik. Összevetésképpen a medencealjzat lefutásának digitális modelljét (Jordán 2005) mutatjuk be (9. ábra).

Az 1,3 km-es mélység legérdekesebb mintázata az ismert szerkezeti vonalak mentén kialakuló anomáliapárok megjelenése, mint például a Balaton-vonal, Tamási-vonal, Diósjenői-vonal és a Darnó-vonal (jelentős pozitív–negatív anomáliapárokkal, nem egyszer aszimmetrikusan, ami azt jelezheti, hogy nem függőleges a határfelület, hanem pl. feltolódás tapasztalható). Ezek az anomáliák már kapcsolódnak a kéregszerkezetekhez.

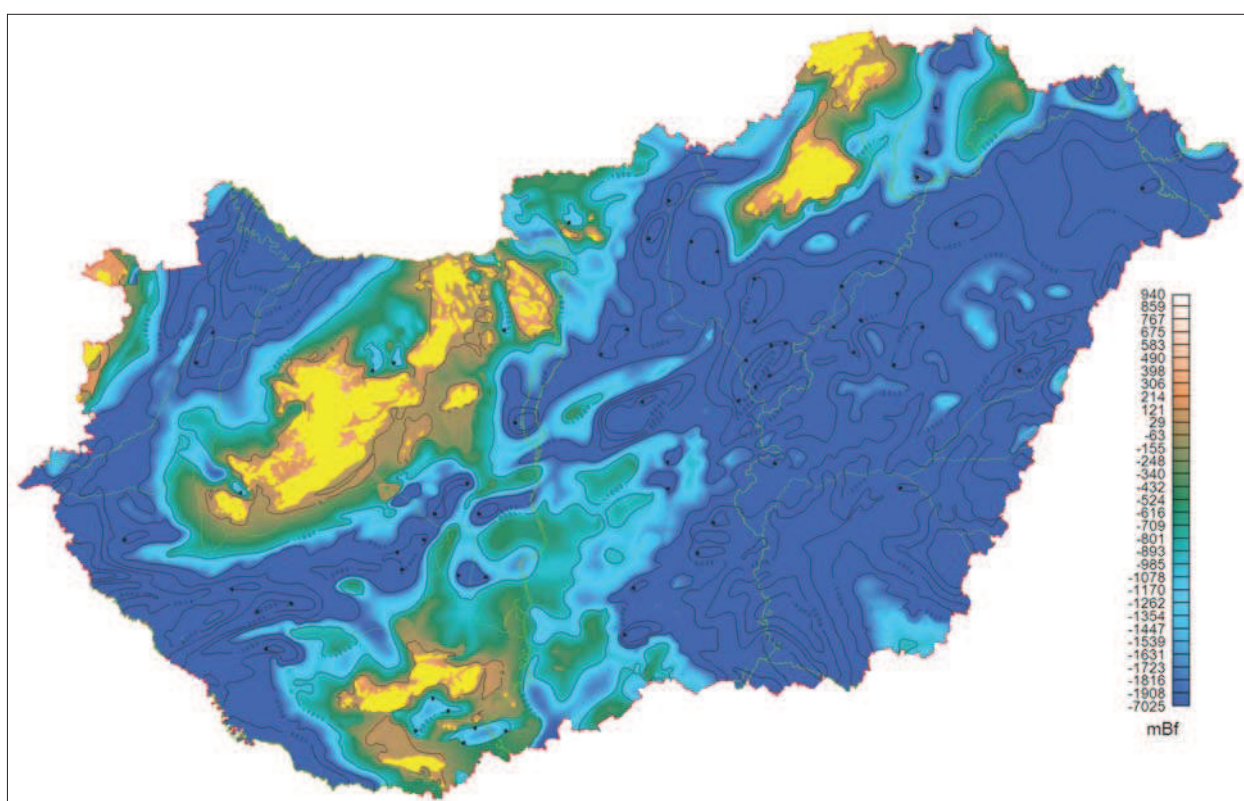
A 9. ábra színezését úgy választottuk meg, hogy az 1,3 km mélységű hatásokkal is összevethető legyen. A kapcsó-

1. táblázat | A különböző mélységű hatások gravitációs térképeinek statisztikái

Ekvivalens ható mélysége (km)	Minimumérték (mGal)	Maximumérték (mGal)	Min-max tartomány szélessége (mGal)	Szórás (mGal)	Középérték (mGal)	Medián (mGal)
$H = 0,2$	-2,558	3,257	5,816	0,092	0,0002	-0,0001
$H = 1,3$	-4,500	6,404	10,905	0,617	0,9519	-0,0054
$H = 4,5$	-13,193	16,648	29,841	3,025	0,0884	-0,0378
$H = 16,1$	-10,630	25,287	35,917	6,991	6,7590	7,3757
$H = 25,0$	-10,514	25,584	36,098	7,108	6,8388	7,4928
Teljes Bouguer	-17,237	40,576	57,814	7,380	9,4293	6,7216



8. ábra | A 0,2 km mélységű hatások Bouguer-anomáliatérképe (izovonalköz = 0,05 mGal)
Figure 8 | Bouguer anomaly map of 0.2 km depth gravity sources



9. ábra | A medencealjzat domborzata (Jordán 2005, módosítva). Felszíntől –2000 mBf értékig színezve, mélyebb részek kék színnel; a kibúvások sárga színnel
Figure 9 | The basement topography (Jordán 2005, modified). Coloured from the surface until –2000 m asl, deeper parts by blue, outcrops by yellow colour

lat a sávszűrt Bouguer-anomáliatérkép és a medencealjzat-térkép között nyilvánvaló.

A középhegységi zónában mozaikszerű anomáliákat tapasztalunk, amelyeket részben a lokális medencék, részben szerkezeti mozgások által preformált árkok okoznak. Az Alföldön nagyon jelentéktelen változások látszanak csak, az üledéken belül kevésbé változik a sűrűség. A flis zónában jelentkezik néhány maximum, összefüggésben lehetnek a mágneses térképen kirajzolódó anomáliákkal (Kiss 2013). Itt valószínűleg nemcsak a képződmények szuszceptibilitása jelentős, hanem a sűrűségük is nagyobb, mint a környezetüké. A 4,5 km-es mélység esetén már jelentősebb változások látszanak, kezd kirajzolódni a jól ismert Bouguer-anomáliarajzat (*11. ábra*). Az ismert medencealjzat-kibúvásokhoz kapcsolódó blokkok jól körülhatárolhatók, viszont az üledékes medencék a térkép alapszintje körüli hullámzással jelennek meg. A gravitációs minimumok (4,5 km mélységben) inkább a szerkezeti vonalakhoz köthetők, semmint a nagy üledékes medencék mélységéhez! A gravitációs anomáliák és a medencealjzat közötti korreláció a vizsgált területen kezd gyengülni.

Ez egy kicsit felülírja a korábbi elképzeléseinket, mert ez azt jelzi, hogy a medencealjzat tektonikai és litológiai eredetű sűrűséginhomogenitása jelentős, és a medencék esetében pedig – amennyiben elértük már a medencealjzat mélységét – a medencealjzat inhomogenitásai fognak jelentkezni kisebb-nagyobb anomáliák formájában (ld. az Alföld jelentős részén).

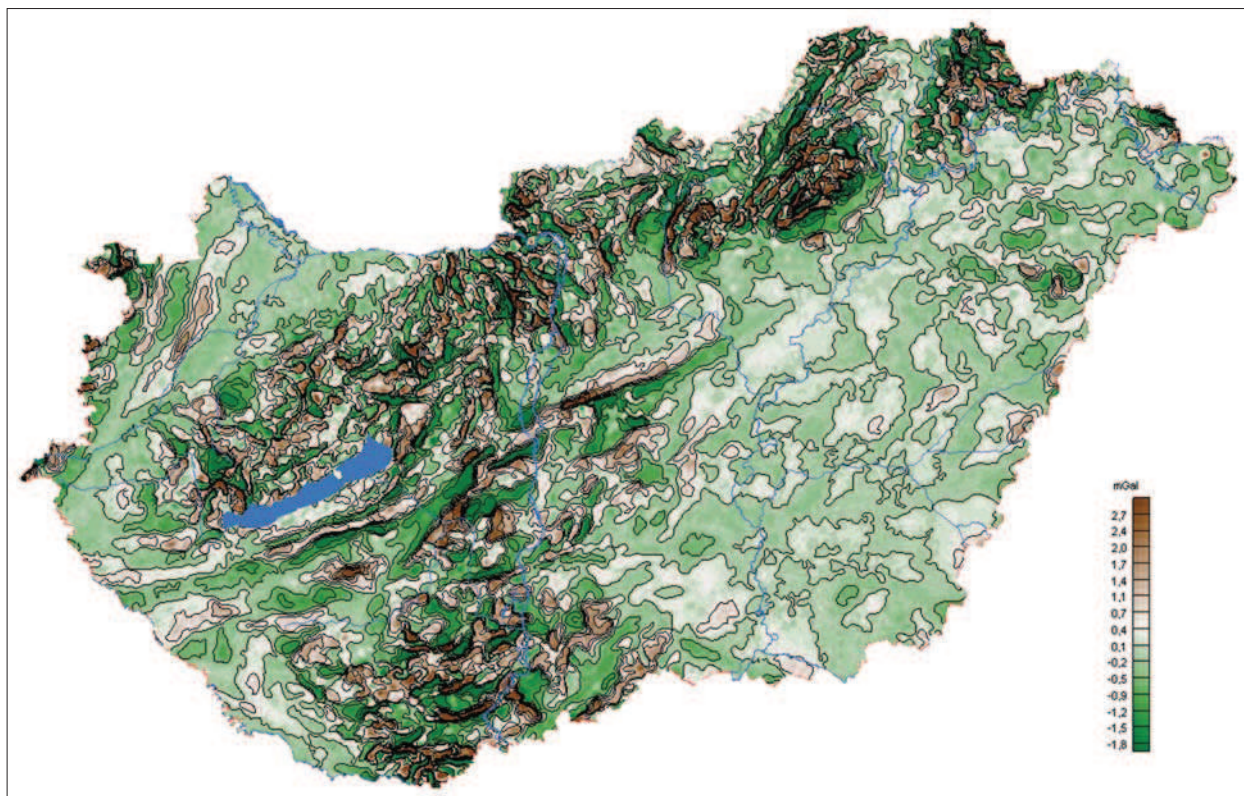
Persze ne felejtsük el, hogy az itt megjelenített térképen adott mélységtartományok hatását látjuk külön-külön, de ezek a hatások összeadódnak a teljes Bouguer-anomáliavérték megjelenítésekor.

A 25 km-es mélység Bouguer-anomáliatérképének legszembetűnőbb jellegzetessége, hogy míg az ALCAPA egységen belül az anomáliák összhangban vannak a medencealjzat domborzatával, addig a Tisza-egység jelentős részén nincs összefüggés. Ez részben a medencealjzat mélységével is összefüggésben van, így a Dunántúl és Alföld viszonylatában is hasonló jellegzetességeket tapasztalunk.

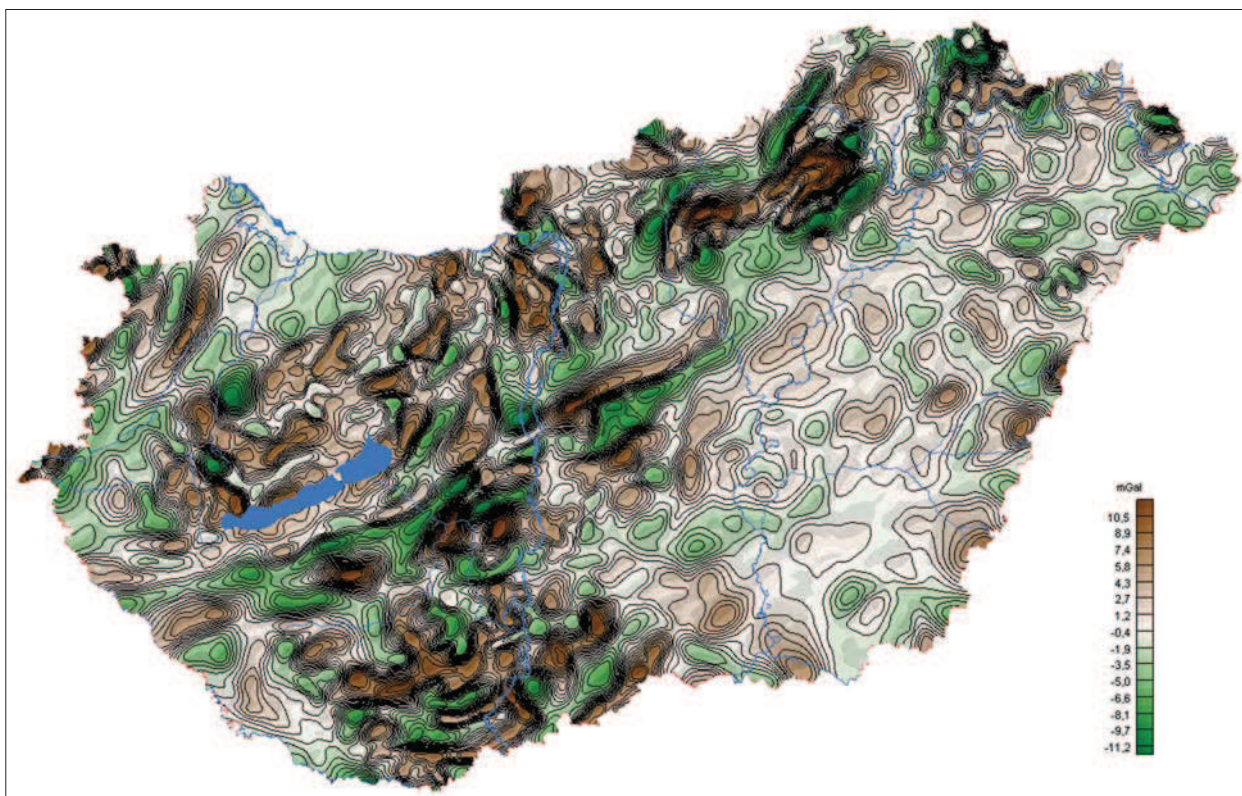
Különösen a Békés-Codru Egység területén igaz ez, a Battonya-Pusztaföldvári hát, és a Békési és Makói süllyedékek esetében. Itt a gravitációs anomáliáért már egy mélyebb sűrűség-vezérszint a felelős, ilyen lehet például az alsó-kéreg-felső-kéreg határ (Conrad-felület), vagy a kéreg-köpeny határ (Moho-felület).

A Kapos és a Sió folyó találkozási pontjától indulva egészen Sátoraljaújhelyig húzódik egy egyedi maximumok sorozatából álló ívelt gravitációs vonulat, amelyet ÉNy-ról minimumok szegélyeznek (Örkényi árok, Vatta-Maklári árok, Hernád-völgye), jelezve a nagy mélységű szerkezeti zónát (25 km mélység körüli hatások!).

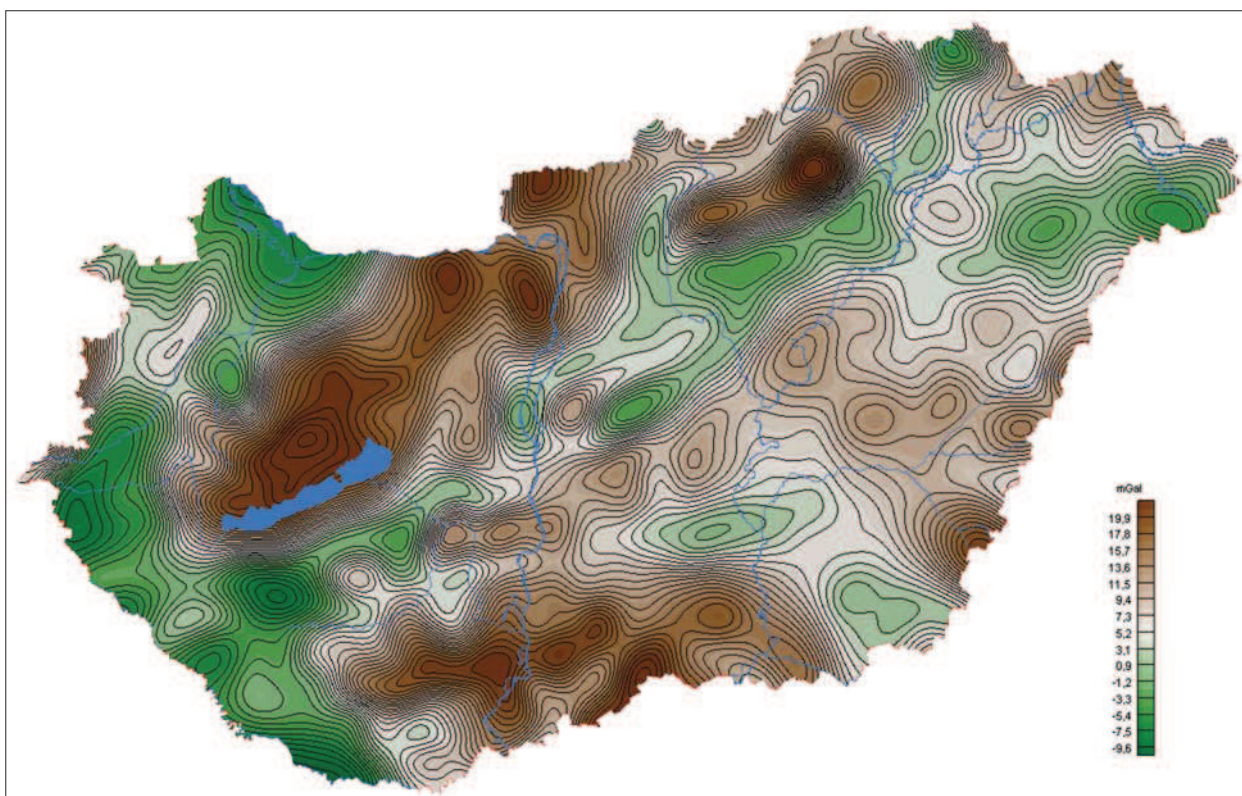
Az izosztikus vizsgálatok során megállapítottuk (Kiss 2009, 2010), hogy a Kárpátok izosztikus gyökérzónákkal rendelkeznek, míg a mély medencék (pl. Alföld) alatt köpenykiemelkedések vannak (ld. még Posgay et al. 1995, Kovácsvölgyi 1995, 1997) Ezek a nagy hullámhosszúságú,



10. ábra | A 1,3 km mélységű hatások Bouguer-anomáliatérképe (izovonalköz = 0,5 mGal)
Figure 10 | Bouguer anomaly map of 1.3 km depth gravity sources



11. ábra | A 4,5 km mélységű hatások Bouguer-anomáliatérképe (izovonalköz = 1,0 mGal)
Figure 11 | Bouguer anomaly map of 4.5 km depth gravity sources



12. ábra | A 16,1 km mélységű hatások Bouguer-anomáliatérképe (izovonalköz = 1,0 mGal)
Figure 12 | Bouguer anomaly map of 16.1 km depth gravity sources

regionális jellegű hatások keverednek az aljzat összetételéből, illetve az aljzatdomborzat változásából adódó hatásokkal a 25 km-es mélységű gravitációsanomália-térképen.

Az izosztázia alapján kapott kéreg–köpeny határfelület jól illeszkedik a szeizmikus mérések alapján kirajzolódó Moho-felülethez, noha teljesen más úton és független adatrendszerből készültek (14. ábra). A kéregvastagság változása Magyarország területén 22–32 km között ingadozik, amely jelentéktelen a környező hegyek 40–60 km-es kéregvastagságához képest. Ez a vastagságkülönbség adja a Moho-felszín egységesnek tűnő maximumát a környező minimumzónákhoz képest a Kárpát-medence belsejében.

A 25 km-es mélységre informatív Bouguer-anomália-térképen azt látjuk, hogy az izosztatikus hatásokat (nagy hullámhosszúságú anomáliákat), a kéreg sűrűségkülönbségéből származó kisebb hullámhosszúságú hatások felülírják, és a Moho szintjéről származó anomáliákban, az országhatárokon belül, nem mindenhol ismerhetők fel az izosztatikus hatások. Ez jelzi, hogy mind az alsó kéreg, mind a felső köpeny szintjén jelentős sűrűséginhomogenitásokkal kell számolni.

Ilyen inhomogenitások a feltételezett nyírási zónák (7. ábra), azok a minimumsávok, amelyek a 4,5 km-es mélységnek az anomáliatérképén (11. ábra), a Dunántúlon és a Duna–Tisza közén azonosíthatók, mivel ezeken a területeken a kristályos medencealjzat még kiemeltebb helyzetben van. 16 km-es mélységtől (12. ábra) kezdve azonban már az egész ország területén nyomon követhetők.

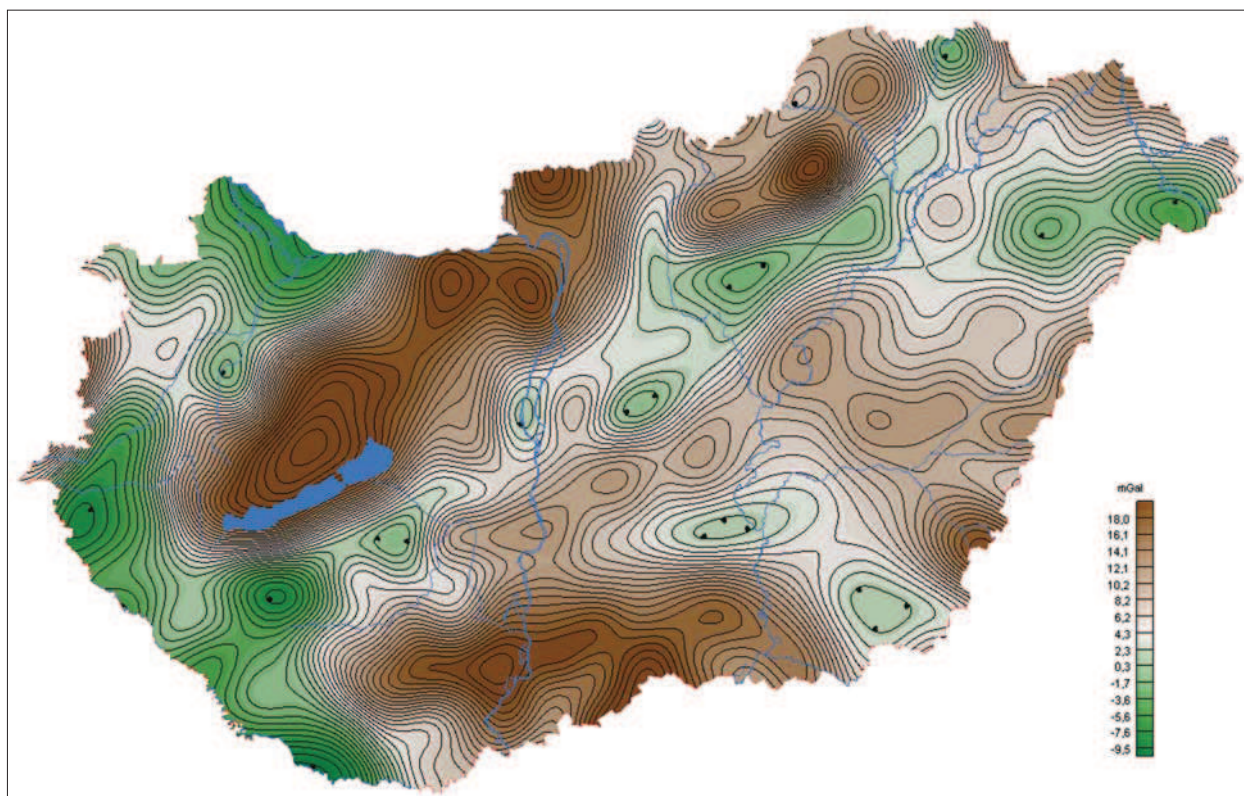
Ilyen inhomogenitás az Alföldön a medencealjzat sűrűségváltozásai, lokális maximumok formájában, amelyek a 4,5 km mélységű hatások gravitációsanomália-térképén már látszanak (11. ábra), illetve a Moho- (Conrad-) szint változásának hatása kiterjedtebb maximumok formájában a 16 km-es mélység gravitációs térképén (12. ábra).

Írányszűrés a gravitációs térképén

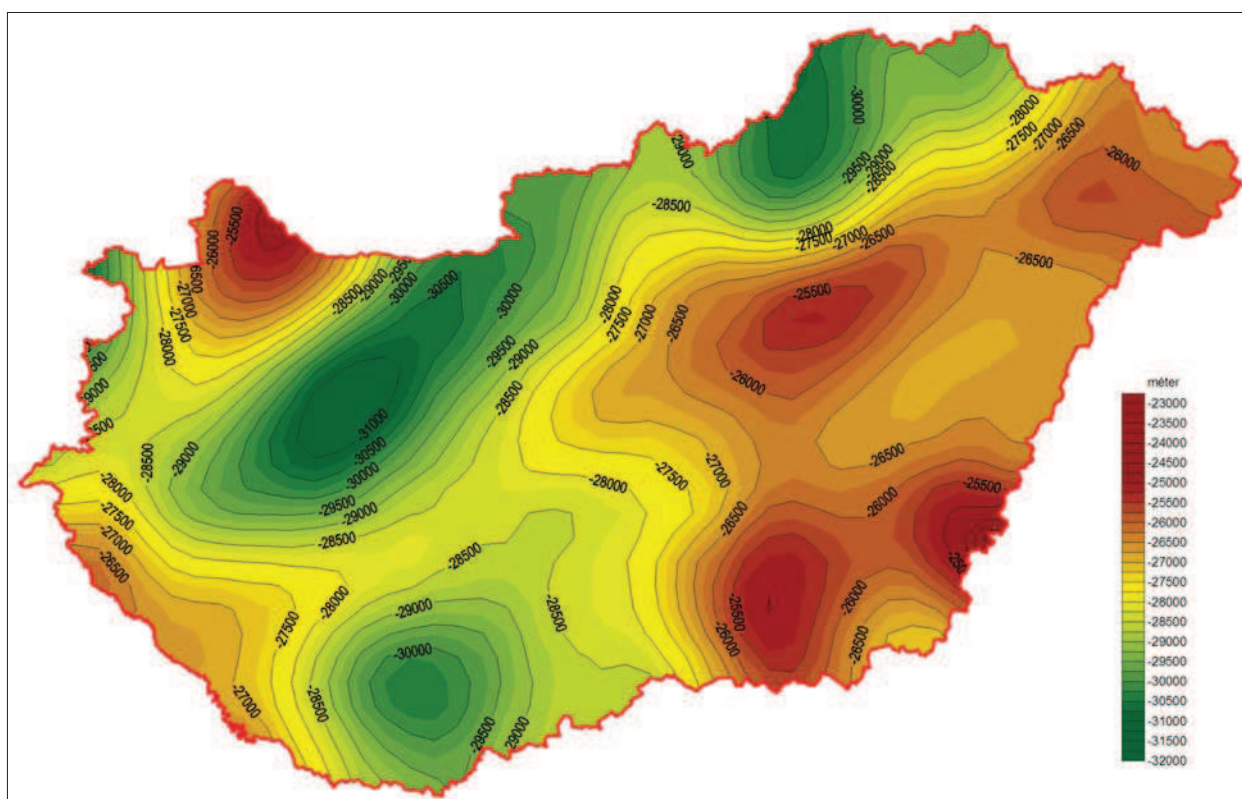
Az írányszűrés az adott irányú változások kiszűrését vagy kiemelését teszi lehetővé, ezért elsősorban a szerkezeti értelmezésben használható jól, főleg olyan esetekben, ahol az anomáliatér összetettsége miatt ez nem nyilvánvaló. Egy adott irány kiejtésékor, minden más irányba eső változás megmarad, egy adott irány kiemelésékor viszont csak az adott irány marad meg, a többi irány hatása nagyrészt kiejtődik.

Az adott irány kiejtésére példa lehetne a légi geofizikai mérések adatainak olyan felhasználása, amikor az erősen aszimmetrikus mintavétel és a repülési magasság miatt a mérési irány gyakran felismerhető az anomáliatérképeken. Ennek a kiküszöbölésének egyik módja az írányszűrés, amikor a repülési iránnyal párhuzamos irányú anomáliákat kiejtjük a térképből, megőrizve ugyanakkor az összes többi irányt.

Egy köztes szűrés eredménytérképét, a 13 km-es mélység gravitációsanomália-térképét választottuk ki az írányszűré-



13. ábra A 25,0 km mélységű hatások Bouguer-anomáliatérképe (izovonalköz = 1,0 mGal)
Figure 13 Bouguer anomaly map of 25.0 km depth gravity sources



14. ábra Az Airy-Heiskanen izosztikus modell alapján kiszámolt elvi Moho-felszín (10 km-es grid). A Moho-felszín meghatározása során a domborzat magasságát és az üledékes medencék mélységét átlagsűrűségét használtuk fel, meghatározva az izosztikus egyensúly állapotot (Kiss 2009, 2010). Az így kapott értéket lineáris transzformációval, a szeizmikus mérések minimum-maximum értékeihez igazítottuk

Figure 14 The altitude of the topography, the depth of the sedimentary basin and the average density of the sediments were used at the calculations of Moho level (Kiss 2009, 2010). This level was corrected by linear transformation using the minimum and maximum Moho depth of seismic measurements

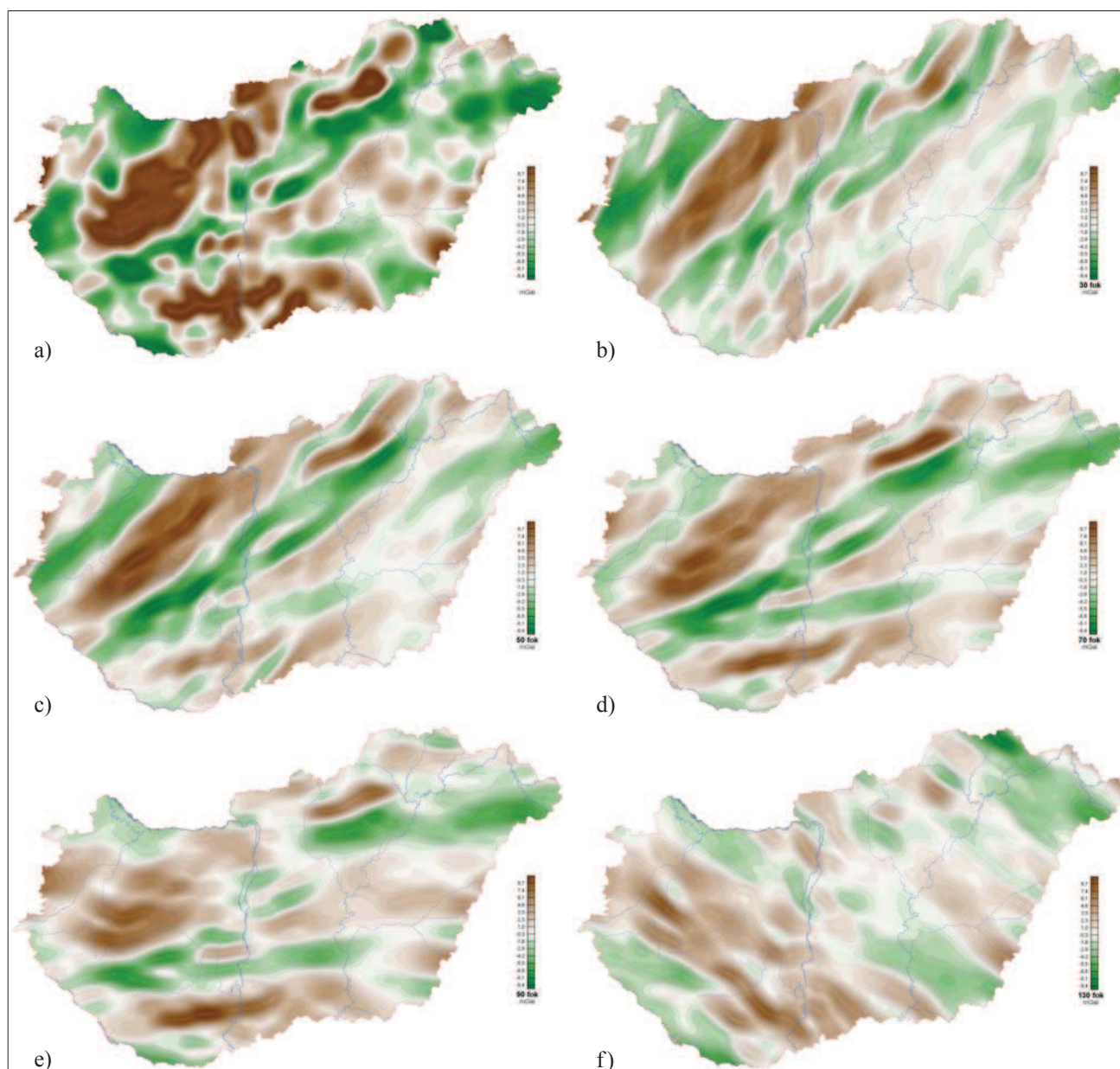
sek bemutatására (15. ábra), ez mélységben azonos szinten van a sávós, 11 km mélységű mágneses anomáliákkal (Kiss 2013). Ez a térkép a mélysége alapján már mindenhol a medencealjat, illetve a kristályos alaphegység (felső kéreg) inhomogenitását jelzi. A térkép kellően változatos, és szinte mindegyik irány kiemelése jelez egy-egy földtanilag ismert szerkezetet. Így a 13 km-es mélységanómia térképének változásait felszínről ismert mélyszerkezeti irányokhoz kapcsolhatjuk.

Az É-hoz képest 30°-os irányszűrés (15b. ábra) a Rába-, Tamási- és Darnó-vonal irányát jelenti, ezeket a szerkezeteket emeli ki. Az 50°-os szűrés (15c. ábra) átmenetet képez az előző vonalak és a közép-magyarországi zóna iránya között, illetve megadja a D-Alföldön kimutatott nagy mélységű nyírási zónák irányát (Posgay et al. 1997, A-típusú nyírási zónák). A 70°-os szűrés (15d. ábra) a közép-magyarországi vonal irányának felel meg, azt emeli ki, de megjelenik a Kapos-vonal irányítottsága is. A 90°-os szűrés (15e. ábra) a Kapos-vonalat és a Bükkalja-Nagyecsed-i vonalat emeli ki. A 130°-os szűrés (15f. ábra) a Szamos-vonal, a Dráva-árok és a Hódmezővásárhely-Makói-árok irányát mutatja, amelyeket a szeizmikus kéregszerkezeti vizsgálatok is azonosítottak (Posgay et al. 1997, B-típusú nyírási zónák), ez utóbbi irány azonban a Kisalföld jellegzetes iránya is.

Az irányszűrés a már ismert nagyszerkezeti (és többek között nyírási) zónák irányát (legyezőszerű rajzolatát) kiemeli, de a fő tektonikai irány a szűrések alapján is a közép-magyarországi zóna iránya.

Összegzés

A cikkben a magyarországi gravitációs adatbázis adatait használtuk fel. A gravitációs adatokból származtatott térképek (pl. szűrt térképek, maradékanómia-térképek, felfelé folytatások) esetén eddig komoly gondot jelentett a hatás mélységének azonosítása, meghatározása. A teljesítménysűrűség-spektrum megmutatja, hogy az anomáliatérkép milyen hullámhosszúságú (térfrekvenciájú) jelekből áll. A spektrum egyes szakaszai különböző mélységű hatások jeleit írják le. A spektrálanalízis során kiszámítva a teljesítménysűrűség-spektrumot kiválasztjuk a domináns spektrumszakaszokat, ekvivalens hatók segítségével meghatározzuk azok mélységét, majd az ezekhez a mélységekhez tartozó anomáliákat leválogatjuk az eredeti térképből. Az eljárás, a spektrális mélységbecslés nem ad pontos mélységeket és pontos koordinátákat, de megadja a főbb sűrűségváltozások feltételezhető mélységeit, amelyeket a földtani ismereteink alapján be is tudunk azonosítani.



15. ábra | A 13 km mélységű gravitációs anomáliák irányyszűrése (adott irány kiemelése), a) kiindulási térkép, b) 30°-os kiemelés, c) 50°-os kiemelés, d) 70°-os kiemelés, e) 90°-os kiemelés, f) 130°-os kiemelés

Figure 15 | Directional filtering of 13 km depth gravity anomalies (a direction emphasize). a) source map, and direction emphasize, b) of 30°, c) of 50°, d) of 70°, e) of 90°, f) of 130°

Ilyen módon a gravitációs adatok alapján fontos területi képet kapunk a pont- (pl. mélyfúrások) és vonalszerű (pl. magnetotellurika, szeizmika) mérési eredmények mellé.

A Pannon-medence gravitációsanómia-térképét a mélybeli földtani felépítésből származó hatások (Moho-, illetve Conrad-felszín hullámozása, kéregbeli inhomogenitások) határozzák meg. Az üledékes medencék hatása is jelen van az anomáliaképben, ráakodik ezekre a mély hatásokra. A vulkanizmus, illetve magmatizmus nyomai is megjelennek lokális gravitációs maximumokat okozva: bázisos magmatitok esetében ez azonosítható mágneses anomáliákat is okoz.

Regionális szempontból gravitációs maximumként megjelenő Pannon-medencét néhány nagy minimumzóna darabolja fel, mely zónák a medencealjzat felszínénél mélyebb nyírási zónák hatásai. Valójában az adott feszültségtérnek megfelelő lehetséges mozgások és deformációk nyomait látjuk és nem csak litológiai közzethatárokat. Vizsgálataink alapján a felszíni szerkezetek sok esetben átöröklék ezeknek a mélybeli hatásoknak a nyomait.

Az országos gravitációs adatrendszer tehát nemcsak az oldalirányú változások és inhomogenitások kijelölésére alkalmas, hanem különböző mélységek sűrűségeloszlásáról is képes információt szolgáltatni, kiteljesítve ezzel az eddig főleg kétdimenziós képet háromdimenziós térmodellé.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet elsősorban ELGI-s elődeimnek, a gravitációs adatok és adatbázis létrehozóinak, kezelőinek. Ezek a következők voltak: *Facsinay László, Renner János, Szilárd József, Szénási György, Dombai Tibor, Szabó Gábor, Pintér Panna, Szabó Zoltán, Stomfai Róbert, Hoffer Egon, Schönviszky László, Csapó Géza, Kovácsvölgyi Sándor, Páncsics Zoltán, Sárhidai Attila* és még sokan mások. Köszönet továbbá a gravitációval foglalkozó MOL-os (OKGT-s) kollégáknak azért, hogy a hazai szénhidrogén-kutatás gravitációs adatai ma is megvannak és rendelkezésre állnak.

Külön köszönet az ELGI egykori és az MFGI jelenkori vezetésének, hogy lehetővé tették a gravitációs adatbázis használatát és az ezekhez kapcsolódó módszertani vizsgálatokat (pl. „Erőtér-geofizikai módszerfejlesztés”, Kiss et al. 2013), melynek eredménye az itt megjelent tanulmány is.

A tanulmány szerzője

Kiss János

Jegyzet

- a) Kétdimenziós esetben a sugarasan (radiálisan) átlagolt energiaspektrumot hívjuk teljesítmény-spektrumnak, vagy teljesítménysűrűség spektrumnak (jele: P – power density) és az adott térfrekvencia értékekre, az irányok szerint meghatározott átlagos energiát adja meg.

Hivatkozások

- Bhattacharyya B. K., 1966a: A method for computing the total magnetization vector and dimensions of rectangular block-shaped body from magnetic anomalies. *Geophysics* 31, 74–96
- Bhattacharyya B. K., 1966b: Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to rectangular prismatic body. *Geophysics* 31, 96–121
- Blakely R. J., 1996: *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*, Cambridge University Press
- Cordell L., 1985: A stripping filter for potential field data. 55th Annual International Meeting, SEG, Expanded abstract, pp. 217–218
- Csapó G., 2003: Nagy pontosságot igénylő gravimetriai mérések feltételrendszerének vizsgálata és az eredmények gyakorlati alkalmazása. Tanulmány, Akadémiai doktori értekezés, 90 oldal, MFGI Szakkönyvtár
- Csapó G., 2008: A magyarországi gravimetriai alaphálózatok vonatkoztatási rendszereinek összehasonlítása. *Magyar Geofizika* 49/3, 105–110
- Dampney C. N. G., 1969: The equivalent source technique. *Geophysics* 34/1, 39–53
- Eby T. W. F., 1972: The Fourier spectrum of gravity anomalies due to two-dimensional prisms. *Canadian Society of Exploration Geophysicists Journal* 8/1, 14–21
- Facsinay L., 1952: *Gravitációs mérések és izosztázia*. Akadémiai Kiadó, 136 o.
- Jordán Gy. (ed.), 2005: Magyarország 1:500000 Pre-kainozoos képződmények tető 3D modellje. In: VITUKI–MÁFI–AQUA-PROFIT Konzorcium 2005: A fürdőfejlesztésekkel kapcsolatban a hazai termálvíz-készlet fenntartható hasznosításáról és a használt víz kezeléséről szóló hidrogeológiai kutatás (digitális háromdimenziós földtani térmodell). Zárójelentés a Gazdasági és Közlekedési Minisztérium megbízásából a VITUKI–MÁFI–AQUA-PROFIT Konzorcium keretében a VITUKI Kht. által 2004–2005. évben végzett munkákról. Kézirat, MBFH adattár, MFGI Geológiai Szakkönyvtár
- Kiss J., 2009: Regionális gravitációs anomáliák, izosztatikus hatások Magyarországon. *Magyar Geofizika* 50/4, 153–171
- Kiss J., 2010: Mély medencék izosztatikus hatása. *Magyar Geofizika* 51/3, 1–13
- Kiss J., 2012: A Kárpát-Pannon Régió Bouguer-anomáliatérképének frekvenciatartománybeli vizsgálata és értelmezése. *Magyar Geofizika* 53/4, 236–257
- Kiss J., 2013: Magyarországi geomágneses adatok és feldolgozások: spektrálanalízis és térképi feldolgozások. *Magyar Geofizika* 54/2, 89–114
- Kiss J., Madarasi A., 2012: A PGT-1 szelvény komplex geofizikai vizsgálata, *Magyar Geofizika* 53/1, 29–54
- Kiss J., Vértesy L., Pataky P., 2013: Erőtér-geofizikai módszertani kutatások. Kézirat, 44 o., MBFH adattár, MFGI Geofizikai Szakkönyvtár
- Kivior I., 1996: Theoretical aspects of the energy spectrum analysis method. In: *A Geophysical Study of the Structure and Crustal Environment of the Poldia Rift, South Australia*. PhD Theses, The University of Adelaide, Department of Geology and Geophysics, Australia
- Kovácsvölgyi S., 1995: DK-Magyarország gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése. *Magyar Geofizika* 36/3, 198–202
- Kovácsvölgyi S., 1997: Gravitációs kutatások Magyarországon. A békési rejtély. Élet és Tudomány, <http://www.sulinet.hu/eletes-tudomany/archiv/1997/9718/bekesi/bekesi.html>
- Langel R. A., Hinze W. J., 1998: *The magnetic field of the Earth's lithosphere. The satellite perspective*. Cambridge University Press
- Maus S., Gordon D., Fairhead D., 1997: Curie temperature depth estimation using a self similar magnetization model. *Geophysical Journal International* 129, 163–168.
- Meskó A., 1983: A frekvenciatartomány felhasználása gravitációs és mágneses térképek lineáris szűrésében. *Magyar Geofizika* 24/2, 43–75
- Phillips J. D., 2001: Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential field anomalies. ASEG 15th Geophysical Conference and Exhibition, Brisbane
- Posgay K., Bodoky T., Hegedüs E., Kovácsvölgyi S., Lenkey L., Szaifán P., Takács E., Timár Z., Varga G., 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene basin in southeast Hungary, *Tectonophysics* 252, 467–484
- Posgay K., Bardócz B., Bodoky T., Albu I., Guthy T., Hegedüs E., Takács E., 1997: A Hódmezővásárhely–Makói árok és a Békési medence nagymélységű nyírási zónái térbeli elhelyezkedésének közelítő meghatározása. *Magyar Geofizika* 38/2, 95–123
- Spector A., Grant F., 1970: Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302
- Tadjou J. M., Nouayou R., Kamguia J., Kande H. L., Manguella-Dicoum E., 2009: Gravity analysis of the boundary between Congo Craton and the Pan-African Belt of Cameroon. *Austrian Journal of Earth Sciences* 102, 71–79
- Tanaka A., Ishikawa Y., 2005: Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152, 257–266
- Tóth L., Zsíros T., 2000: A Pannon-medence szeizmicitása és földrengéskockázata. <http://www.sze.hu/ed/TothZsiros.doc>